

Dariusz Strzyżowski

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej
Uniwersytet Jagielloński
ul. Gronostajowa 7; 30–387 Kraków
dariusz.strzyzowski@uj.edu.pl

Received: 6.02.2015

Reviewed: 23.05.2015

UWARUNKOWANIA ROZWOJU RZEŻBY POŁONINY WETLIŃSKIEJ I CARYŃSKIEJ

Factors controlling the relief development of Połonina Wetlińska and Połonina Caryńska

Abstract: The paper presents factors which took part in the development of two mountain ridges: Połonina Wetlińska and Połonina Caryńska. Main research method was geomorphological mapping. Results of the research shows significant influence of geological structure (tectonics and lithology) on development of relief. Also climatic conditions in Pleistocene period were important factor that determined evolution of both ridges.

Key words: relief development, structural controlled relief, periglacial conditions, the Bieszczady Mountains, Eastern Carpathians.

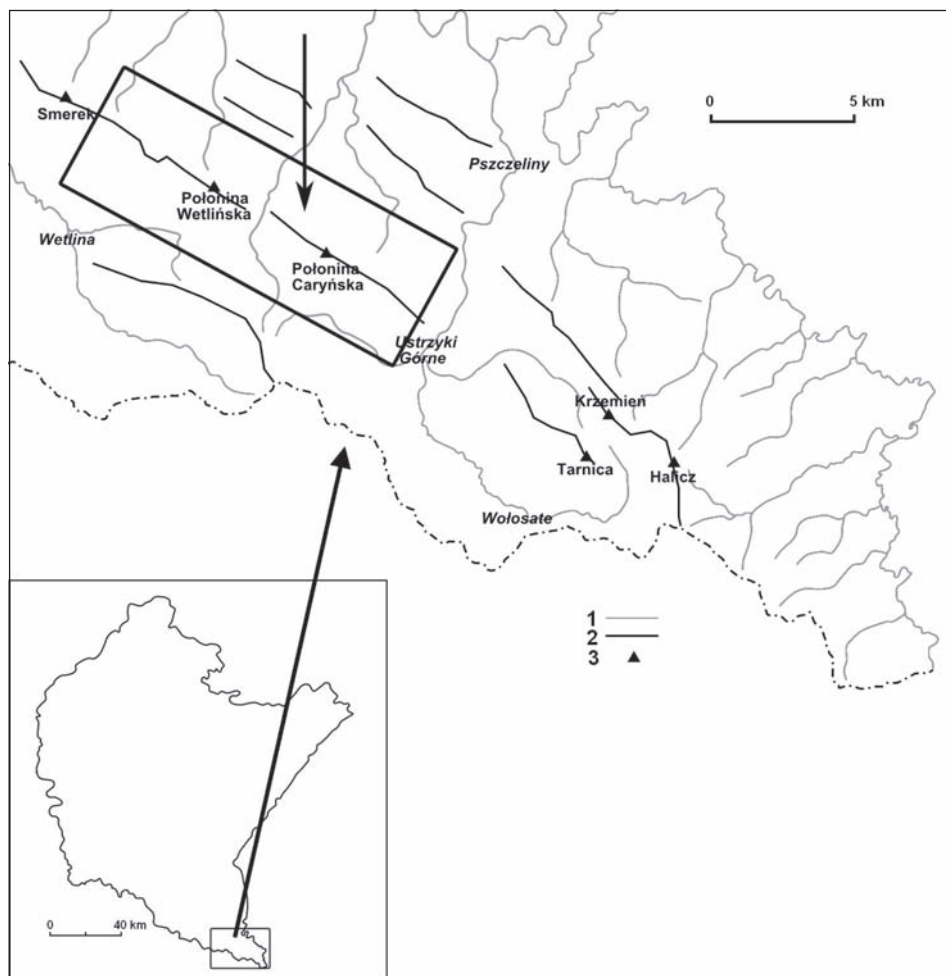
Wstęp

Rozwój rzeźby w dłuższej skali czasowej może zależeć od wielu różnych uwarunkowań, z których każde może w różnym stopniu wpływać na tworzenie się morfologii terenu. W Karpatach jako uwarunkowania rozwoju rzeźby podaje się budowę geologiczną (Starkel 1969), zmiany klimatyczne w plejstocenie (Starkel 1965) czy sam proces tektogenezy górotworu (Henkiel 1977; Jankowski, Margielewski 2014). W rozwoju rzeźby grzbietów bieszczadzkich szczególnie podkreślana jest rola struktury podłoża (Starkel 1965; Tokarski 1970; Haczewski i in. 2007), a także okresu panowania klimatu peryglacjalnego (Pękała 1969, 1971).

W niniejszym artykule przedstawione zostaną uwarunkowania rozwoju rzeźby Połoniny Wetlińskiej i Połoniny Caryńskiej. Celem pracy jest wskazanie roli różnych czynników w ukształtowaniu rzeźby obydwu grzbietów.

Obszar badań

Badane grzbiety położone są w południowo-wschodniej Polsce (Ryc. 1). Według regionalizacji geomorfologicznej obszar ten zaliczany jest do Bieszczadów Wysokich (Starkel 1972). Znajduje się on w granicach Bieszczadzkiego Parku Narodowego.



Ryc. 1. Położenie obszaru badań. 1 – rzeki, 2 – grzbiety, 3 – szczyty.

Fig. 1. Location of the research area. 1 – rivers, 2 – ridges, 3 – summits.

Budowa geologiczna

Obszar Bieszczadów Wysokich zbudowany jest z utworów dwóch różnych płaszczowin – dukielskiej i śląskiej. Obie płaszczowiny cechują się występowaniem wydłużonych, równoległe do siebie biegnących fałdów, o przebiegu NW-SE, porozdzielanych licznymi uskokami poprzecznymi (Haczewski i in. 2007). Układ taki bezpośrednio przekłada się na generalne rysy rzeźby tego obszaru. W strefach bardziej odpornych uformowały się tu wydłużone grzbiety o prostoliniowym przebiegu, zgodnym z przebiegiem fałdów, w strefach mniej odpornych zostały wypreparowane, równoległe do grzbietów, szerokie doliny (Henkiel 1982).

Badane grzbiety położone są w obrębie jednostki śląskiej. Budują je dwa fałdy: synklina Ustrzyk Górnych oraz antyklina Suchych Rzek. Oba fałdy do-
wiązują swoim przebiegiem do kierunku NW-SE, są wstecznie obalone, pocięte
poprzecznymi uskokami; warstwy zapadają stromo ku NE (Tokarski 1975; Ha-
czewski i in. 2007).

Jednostkę śląską budują piaskowce krośnieńskie, które zostały podzielone na
3 oddziały: górny, środkowy i dolny. Do skał najbardziej odpornych zalicza się
tu średnio- i gruboziarniste piaskowce otryckie, które budują oddział środkowy.
Ich ławice mają miąższość od kilku do kilkunastu metrów. Pozostałe oddziały
zbudowane są ze skał mało odpornych, o ławicach niewielkiej miąższości: łup-
ków, mułowców i piaskowców (Haczewski i in. 2007). Ze względu na odporność
można zatem ograniczyć się do wyróżnienia dwóch typów skał: piaskowców
otryckich (skały odporne) i kompleksów łupkowo-piaskowcowych (skały mało
odporne). Osie grzbietów są równoległe do biegu warstw, dzięki czemu w profilu
poprzecznym można wyróżnić kilka kompleksów odpornych i kilka mało odpor-
nych, występujących ze sobą naprzemiennie. Podziału tego nie można odczytać
na podstawie map geologicznych, ponieważ jedynie niektóre szczegółowe opra-
cowania uwzględniają podział warstw krośnieńskich na wymienione oddziały
(Tokarski 1975).

Rzeźba

Rzeźba części Bieszczadów zbudowanej z utworów płaszczowiny śląskiej
jest silnie uwarunkowana budową geologiczną. Przebieg grzbietów nawiązuje
do biegu warstw i jest wyraźnie prostoliniowy (Henkiel 1982). Odcinki o krętym
przebiegu zostały utworzone jedynie w miejscach oddziaływania lejów źródło-
wych (Haczewski i in. 2007). Profil podłużny grzbietów zależny jest od upadu
warstw. W miejscach dużych upadów obserwować można wąskie i niewyrówna-
ne grzbiety, a w miejscach niewielkich upadów – szerokie i spłaszczone (Górka,
Kuśmerek 1973; Haczewski i in. 2007).

Grzbiety charakteryzują się występowaniem progów i spłaszczeń w profilu
poprzecznym. Pękala (1969) stwierdza, że spłaszczenia, pomimo podobieństwa
do teras krioplanacyjnych, mają charakter strukturalny. Podobnie uważają tak-
że inni autorzy, wskazując na duże kontrasty w odporności skał jako przyczy-
nę wykształcenia schodowego profilu (Górka, Kuśmerek 1973; Tokarski 1975;
Haczewski i in. 2007). Tokarski (1975) przedstawił w swojej pracy trzyetapowy
model ewolucji stoków bieszczadzkich. Pierwotnie stok ma profil schodowy. W
wyniku powstania w jego obrębie doliny obsekwentnej, w jej osi, profil ten ulega
znacznemu zatarciu, jednak wciąż jest dostrzegalny. W ostatnim etapie na zbo-
czach doliny obsekwentnej, w obrębie warstw łupkowo-piaskowcowych docho-
dzi do wypreparowania subsekwentnych obniżen, a pomiędzy nimi izoklinalnych
grzbietów.

W Bieszczadach licznie występują formy skałkowe, zarówno na grzbietach, jak i stokach. Tworzą one pojedyncze formy, bądź zespoły form. Kształt i rozmiary skałek związane są z upadem i miąższością ławic oraz występowaniem spękań tektonicznych (Pękala 1969; Haczewski i in. 2007). Wychodnie te są źródłem zwietrzeliny, tworzącej liczne rumowiska skalne. Pękala (1969) wyróżnił dwie grupy rumowisk: bezpośrednio związane ze skałą macierzystą oraz w dużym oddaleniu od niej. Obydwu grupom przypisał 3 typy genetyczne: rumowiska wietrzeniowe *in situ*, obrywiskowe i z odpadania oraz przemyte pokrywy soliflukcyjne. Autor ten na podstawie kilkuletnich pomiarów udowodnił współczesne przemieszczanie pól rumowiskowych.

Kompleksowy stan badań nad rzeźbą Bieszczadów został przedstawiony w pracy Gorczycy i in. (2011).

Metody badań

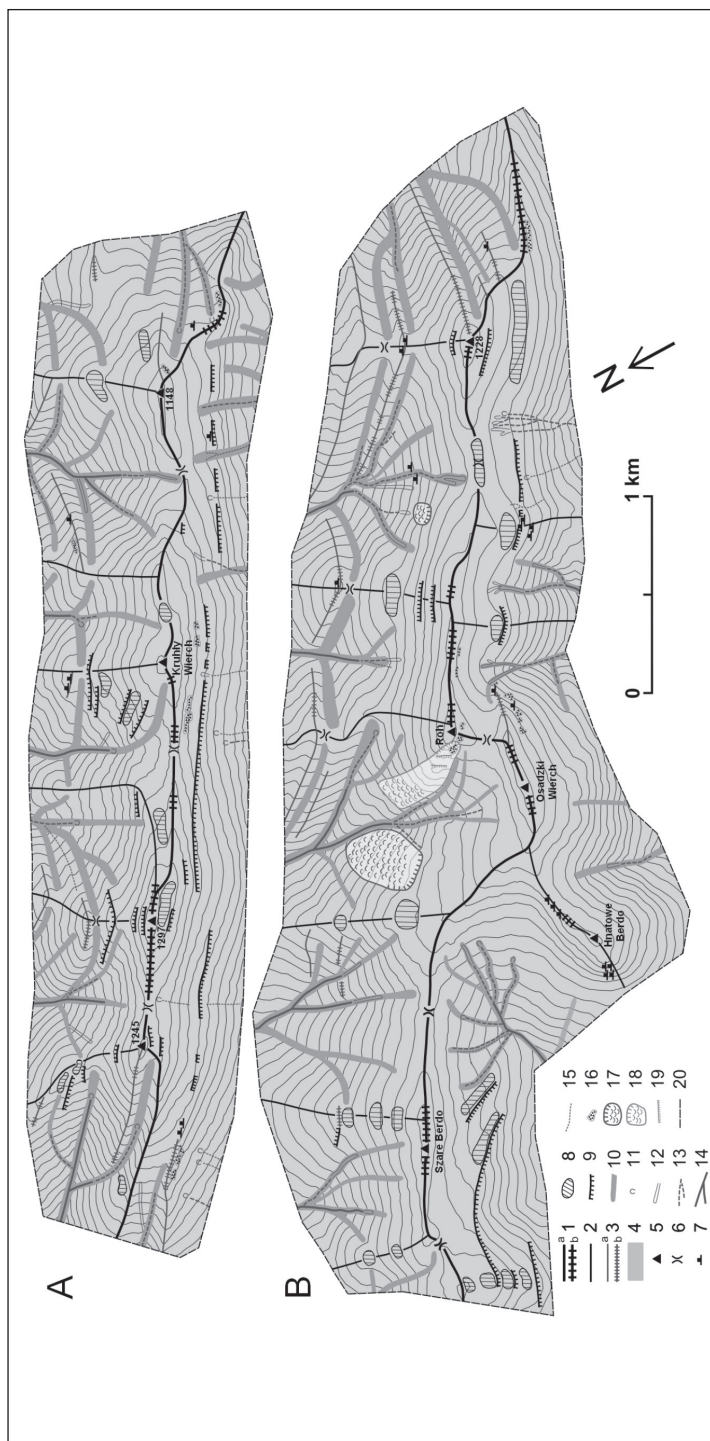
W pracy zastosowano metody kameralne i terenowe. Metody kameralne polegały na przeanalizowaniu literatury, map topograficznych oraz map geologicznych. Mapy topograficzne posłużyły do sporządzenia profili podłużnych grzbietów, mapy geologiczne przede wszystkim do odczytania przebiegu uskoku tektonicznych. W sierpniu oraz wrześniu 2013 roku wykonano kartowanie geomorfologiczne obu grzbietów, obejmując nim wierzchowiny grzbietowe i górne partie lejów źródłowych. Formy nanoszono na podkłady map topograficznych 1:10 000, przy pomocy odbiornika GPS. Pomiary form wykonano za pomocą taśmy mierniczej i klizymetru. Wykonana została również dokumentacja fotograficzna. Po zakończeniu prac terenowych sporządzono mapy geomorfologiczne obu grzbietów.

Wyniki

Przebieg obu grzbietów dowiazuje do kierunku NW-SE i jest wyraźnie prostoliniowy. Na przeważającej długości osie grzbietów są niemal idealnie zgodne swoim przebiegiem z kierunkiem biegu warstw. W niewielu miejscach oś grzbietu tworzy zakręty, w obrębie których jej kierunek jest rozbieżny z biegiem warstw.

W obrębie obu grzbietów wykształciły się grzbiety boczne, odchodzące ku NE. Są one w większości prostoliniowe, poprzeczne do biegu warstw. W obrębie Połoniny Wetlińskiej grzbiety boczne wykształciły się także na skłonach SW, jednak są one krótsze od tych przeciwnych.

Obydwie Połoniny charakteryzują się licznym występowaniem form grzbietowych niższego rzędu. Są to grzedy typu twardzielcowego, ich przebieg jest prostoliniowy, gdzieśniedzie nieco łukowaty, zgodny z biegiem warstw skalnych. Formy te mają długość od 200 do 1000 m, w wielu miejscach zwieńczone są ciągami skałek. Występują na NE skłonach obu Połonin w obrębie grzbietów bocznych oraz na skłonach NW i SE, przy czym te ostatnie są najdłuższe (Ryc. 2).

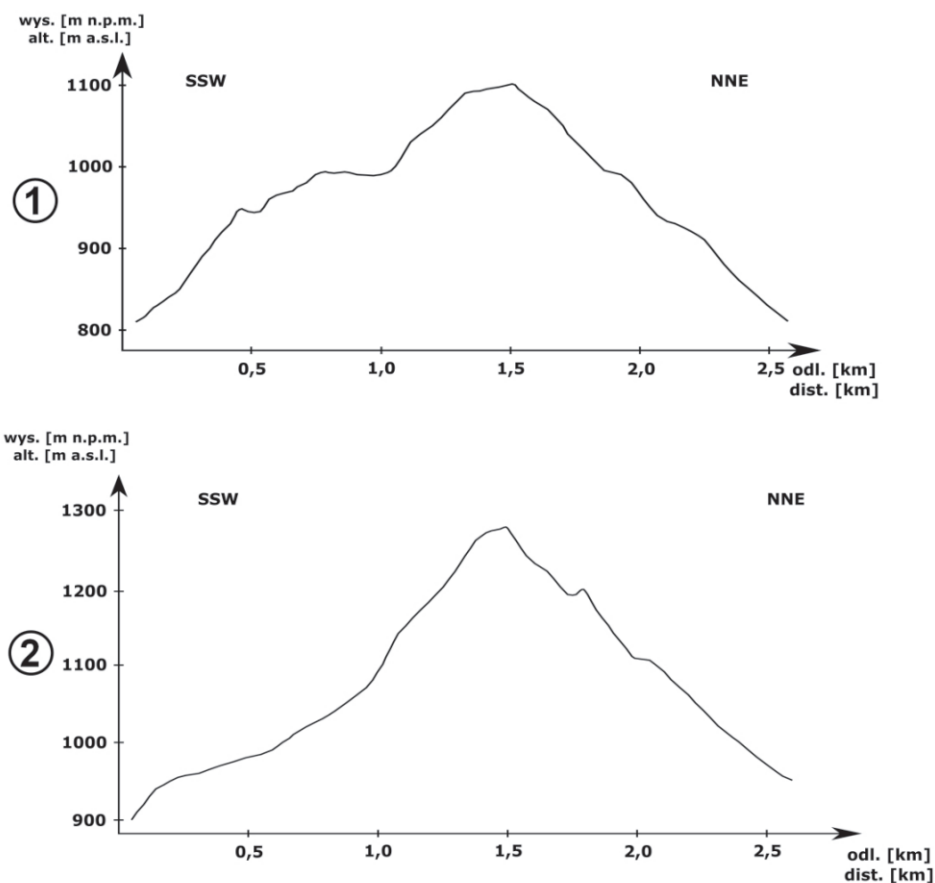


Ryc. 2. Mapy geomorfologiczne obszaru badań. A – Polonina Caryńska, B – Polonina Wetlińska. 1a – grzbiet główny, 1b – grzbiet główny z formami skałowymi, 2 – grzbiety boczne, 3a – grzędy twardełcowe, 3b – grzędy twardełcowe z formami skałowymi, 4 – stoki o założeniach trzeciorzędowych, 5 – szczyty, 6 – przełęcze, 7 – pojedyncze formy skałkowe, 8 – spłaszczenia strukturalne, 9 – progi strukturalne, 10 – niecki o założeniach plejstocenich, 11 – niszce źródłowe, 12 – niecki holoceniczne, 13 – dołki, 14 – wcięcia, 15 – rozcięcia erozyjne, 16 – rumowiska skalne, 17 – osuwisko holoceniczne, 18 – osuwisko plejstoceniczne, 19 – skarpy wewnątrzsuwiskowe, 20 – granica obszaru badań.

Fig. 2. Geomorphological maps of the research area. A – Polonina Caryńska, B – Polonina Wetlińska. 1a – main ridge, 1b – main ridge with rock outcrops, 2 – side ridges, 3a – structural side ridges with rock outcrops, 4 – Tertiary slopes, 5 – summits, 6 – passes, 7 – single rocks, 8 – structurally controlled flattenings, 9 – structurally controlled steps, 10 – Pleistocene denudation troughs, 11 – spring heads, 12 – Holocene troughs, 13 – gullies, 14 – v-shaped valley, 15 – erosional incision, 16 – rock debris, 17 – Holocene landslide, 18 – Pleistocene landslide, 19 – landslide scarps, 20 – border of the studied area.

Profile podłużne obu grzbietów są wyraźnie faliste, wierzchołki są dobrze wyodrębnione, przeważnie szpiczaste, przełęcze są szerokie, ich głębokość dochodzi do 100 m.

Profile poprzeczne badanych grzbietów charakteryzują się występowaniem progów i spłaszczeń (Ryc. 3). Progi mają przebieg równoległy do biegu warstw, ich średnie nachylenie wynosi $31\text{--}33^\circ$. Długość progów wynosi przeważnie 150–300 m i w przypadku Połoniny Wetlińskiej jest podobna dla progów występujących na obu jej skłonach, natomiast w przypadku Połoniny Caryńskiej dłuższe progi występują na skłonie SW. Ciągłość progów jest poprzerywana lejami źródłowymi. Czoła progów przykryte są pokrywą gruzową, całkowicie porośniętą przez roślinność. W obrębie połowy skartowanych progów na czołach odnotowano obecność form skałkowych.



Ryc. 3. Profile poprzeczne Połoniny Wetlińskiej (1) i Połoniny Caryńskiej (2).

Fig. 3. Transverse profiles of Połonina Wetlińska (1) and Połonina Caryńska (2).

Splaszczenia występują w profilu poprzecznym na przemian z progami (Ryc. 2). Ich kształt w planie jest przeważnie wydłużony, mają długość od 60 do 240 m, ich nachylenie wynosi najczęściej 5–12°. Niektóre formy, w okolicy Przełęczy Orłowicza, są całkiem płaskie, bądź nawet nieznacznie wklęsłe.

Dobry przykład splaszczeń i progów można zaobserwować na SW skłonie Połoniny Wetlińskiej, gdzie trzy progi, a powyżej nich splaszczenia, ciągną się w jednej linii, a ich ciągłość jest przerywana lejami źródłowymi (Ryc. 4).



Ryc. 4. Strukturalnie uwarunkowane splaszczenia i progi, rozdzielone lejami źródłowymi na SW stoku Połoniny Wetlińskiej.

Fig. 4. Structurally controlled flattenings and steps separated by the headwater areas on the SW slope of Połonina Wetlińska.

Obydwa grzbiety są rozczłonkowane przez leje źródłowe. Podobnie rozwinęły się one na obu skłonach Połoniny Wetlińskiej, natomiast w przypadku Połoniny Caryńskiej zaznacza się wyraźna asymetria. Na skłonie NE leje źródłowe są wyraźne, podobnie jak w przypadku form na Połoninie Wetlińskiej, natomiast na skłonie SW trudno je wyodrębnić, są one w bardzo wczesnym stadium rozwoju.

Grzbiety charakteryzują się podobną asymetrią pod względem występowania form dolinnych – najwięcej dolinek rozczłonkowujących stoki znajduje się w obrębie NE skłonów obu grzbietów. Należą do nich dolinki, typu niecek, debrzy i wciosów, sklasyfikowane przez Starka (1960) jako formy holoceni. Do starszych form należą duże niecki (do 80 m szerokości), prawdopodobnie o założeniach plejstoceńskich. Najokazalsze z nich można obserwować w obrębie NW i SE skłonów badanych grzbietów oraz na grzbietach bocznych.

W obrębie obu grzbietów licznie występują formy skałkowe. Skałki zbudowane są z piaskowców otryckich i przeważnie tworzą formy długich baszt, zrosniętych jednym bokiem z podłożem. Wysokość skałek wynosi od 0,5–6 m, ich długość jest bardzo zróżnicowana – od pojedynczych wychodni 1–2 m długości, do długich ciągów dochodzących maksymalnie do 450 m.

Skałki występują przeważnie w osi grzbietu głównego oraz w obrębie grzęd twarzielcowych. Zdecydowanie rzadziej występują w obrębie progów strukturalnych, a sporadycznie zdarzają się na zboczach dolinek, bądź jako formy związane z osuwiskiem. W obrębie wychodni można obserwować charakterystyczne spękania równoległe do płaszczyzny uławicenia oraz pionowe powierzchnie ciosowe (Ryc. 5). W obrębie wielu form skałkowych, bezpośrednio u ich podnóża, znajduje się materiał pochodzący z odpadania. Są to przeważnie płaskie głazy o przeważającej średnicy 0,3 m. Gdzieś można obserwować duże, odpadłe wzdłuż powierzchni ciosu tektonicznego, bloki o maksymalnej średnicy 2 m. Widoczne są również słabo zwietrzałe powierzchnie w obrębie wychodni, odsłonięte na skutek wciąż aktywnego procesu odpadania.

Obydwa grzbiety charakteryzują się występowaniem pokryw rumowiskowych. Występują one w formie bezładnie rozmieszczonych głazów, znajdujących się w bezpośrednim sąsiedztwie skałek, bądź w formie zwartych pól lub języków, zlokalizowanych w pewnym oddaleniu od wychodni skalnych. W obu przypadkach głazy w ich obrębie są płaskie, ich średnica przeważnie wynosi 0,3–0,5 m. Pola i języki rumowiskowe występują niemal wyłącznie na SW skłonach badanych grzbietów. Największe z nich znajdują się na Połoninie Caryńskiej i mają powierzchnię do 1200 m². Tworzą one pola powstałe z połączenia języków. Granice pomiędzy tymi pierwotnymi językami wyznacza roślinność wkraczająca klinami pomiędzy krawędzie języków. W profilu podłużnym tych rumowisk, u ich czoła, wyodrębnia się wyraźny próg o wysokości 1,0–1,2 m. Jest to wał otaczający pola rumowiskowe, zbudowany z drobnego materiału oraz pojedynczych głazów, porośnięty roślinnością. Na Połoninie Caryńskiej, powyżej rumowisk, w odległości ok. 20 m znajdują się płytkie niecki - zagłębienia o szerokości odpowiadającej szerokości poszczególnych pól.

Formy osuwiskowe są obecne jedynie na Połoninie Wetlińskiej. Występują tu 3 osuwiska, na NE skłonach, w lejach źródłowych. Osuwisko zlokalizowane w leju źródłowym położonym na NW od wierzchołka 1228 m n.p.m. jest osuwiskiem konsekwentnym. Nie ma wyraźnej niszy, osunięciu uległ jeden pakiet o wymiarach 25x15 m. Po stronie W i E pakietu widoczne są ściany skalne, wysokie na 2,5 m. Pozostałe dwa osuwiska zlokalizowane są w leju źródłowym położonym na NW od Roha. Jedno z nich ma swoją niszę kilkanaście metrów poniżej wierzchołka Roha, a w jego obrębie obserwuje się 2 pakiety w formie grzęd, rozdzielone obniżeniami, głębokimi do 7 m (Ryc. 6). Zbocza obniżen pokryte są materiałem gruzowym. W dolnej części osuwiska występują nabrzmienia. Trzecie osuwisko, położone na NW od poprzedniego, posiada jedną wyraźną niszę, poniżej której zaznaczają się nabrzmienia, schodzące do dna potoku.



Ryc. 5. Formy skałkowe na Poloninie Wetlińskiej. Powierzchnie ciosowe zaznaczone przerywaną linią.
Fig. 5. Rocks on the Polonina Wetlińska. Joint surfaces marked by dotted lines.



Ryc. 6. Górna część osuwiska na stoku Roha – przemieszczone pakiety skalne i rowy pomiędzy nimi.
Fig. 6. Upper part of landslide on the slope of Roh – displaced rock packets and fissures between them.

Uwarunkowania rozwoju rzeźby grzbietów

Rozwój rzeźby badanych grzbietów jest przede wszystkim uwarunkowany budową geologiczną. Odzwierciedla się ona zarówno w skali całego grzbietu, jak i mniejszych form, a nawet pojedynczych głązów w obrębie pól rumowiskowych.

Schodowy profil, związany z kontrastami w odporności skał, zaznacza się na obu przeciwległych skłonach badanych grzbietów. Inaczej jest w Beskidzie Niskim, w przypadku grzbietów monoklinalnych, o mniejszym upadzie warstw, gdzie schodowy profil wykształcił się jedynie na stokach obsekwentnych (Bukowiec 1999; Izmailów i in. 2003). Baumgart-Kotarba (1974) uważa, że w obrębie grzbietów izoklinalnych (upad warstw powyżej 35°) profil taki powstaje zarówno na skłonach obsekwentnych jak i zgodnoławicowych. Zależność ta sprawdza się w obszarze badań.

Ważnym elementem, mającym wpływ na rozwój rzeźby badanych grzbietów, jest ich rozczłonkowanie przez leje źródłowe. Formy te, w obszarach górskich, rozwijają się z reguły z podobną intensywnością na stokach obsekwentnych jak i konsekwentnych rozbieżnych (Wrońska-Wałach 2010). Zależność ta sprawdza się w przypadku Połoniny Wetlińskiej, gdzie leje źródłowe na stokach NE (konsekwentnych rozbieżnych) i SW (obsekwentnych) są podobnie rozwinięte. W przypadku Połoniny Caryńskiej, choć upady warstw na obu stokach są podobne jak na sąsiednim grzbiecie, wykształcenie lejów źródłowych po obu stronach grzbietu jest różne. Być może znaczenie mają tutaj długości dolin rozczłonkowujących obydwie grzbiety. W obrębie Połoniny Wetlińskiej są one podobne po obu stronach grzbietu, natomiast w obrębie Połoniny Caryńskiej długości po stronie SW są dwukrotnie dłuższe niż po stronie NE. Można w takim razie przypuszczać, że w obrębie dłuższych dolin impuls erozyjny nie dotarł jeszcze do ich górnych partii i leje źródłowe są w początkowej fazie rozwoju.

Zależności w rozwoju stoku są na badanym obszarze w sporej mierze zgodne z modelem stworzonym przez Tokarskiego (1975), a ściślej rzecz ujmując zgadzają się z drugim i trzecim etapem opisanym przez owego autora (patrz podrozdz. „Rzeźba”). W obrębie NE stoków badanych grzbietów, które są silnie rozczłonkowane przez leje źródłowe, wykształcił się wyraźny profil schodowy, a w niektórych miejscach mamy nawet do czynienia z obniżeniami i grzędami twardełcowymi (Ryc. 3). Podobna sytuacja ma miejsce na SW stokach Połoniny Wetlińskiej. Jest to odpowiednik ostatniego, opisanego przez Tokarskiego (1975) stadium rozwoju stoku. Jednak w obrębie SW stoku Połoniny Caryńskiej, gdzie leje źródłowe są w bardzo wczesnym stadium rozwoju, brak jest wyraźnego schodowego profilu. Zatem inicjalny kształt profilu stoku w obrębie Połoniny Caryńskiej odbiega od założenia Tokarskiego (1975) o pierwotnie występującym schodowym profilu stoku. Nie jest wykluczone, że na taką rozbieżność wpływ ma upad warstw, a także miąższość poszczególnych kompleksów skalnych.

Dojrzewanie do trzeciego etapu rozwoju stoku, opisanego przez Tokarskiego (1975) można dobrze zaobserwować na mapach geomorfologicznych badanych grzbietów, szczególnie w obrębie stoków NE (Ryc. 2). W miarę rozwoju głównej doliny konsekwentnej w górę stoku, na jej zboczach rozwijają się dolinki subsekwentne, założone na kompleksach mało odpornych. W wyniku powstania takiej dolinki, powyżej niej, na wychodniach piaskowców otryckich, powstaje próg strukturalny. Wraz z dalszym rozwojem głównej doliny w stronę wododziału powstają kolejne dolinki subsekwentne, powyżej utworzonego progu. W takim wypadku próg jest przekształcany w grzędę twardestelcową, tym wyraźniejszą, im głębsze są owe dolinki subsekwentne. Można zatem dojść do wniosku, że im większe rozczłonkowanie grzbietów, tym więcej obecnych w niej elementów strukturalnych.

Osuwiska, w przeciwieństwie do wschodniej części Bieszczadów Wysokich (Haczewski i in. 2007), nie mają dużego znaczenia w rozwoju rzeźby badanego obszaru. Ich obecność w obrębie leja źródłowego zlokalizowanego na NW od Roha jest uwarunkowana występowaniem uskoku tektonicznego. Forma położona na prawym zboczu leja źródłowego być może jest typem osuwiska sklasyfikowanym przez Margielewskiego (2004) jako spływ skalny (*sackung*). Formy te obserwowane były m. in. w Grampianach i Czarnohorze (Jarman 2006; Kłapyta 2008). Charakteryzują się niewielkim przemieszczeniem i obecnością pakietów skalnych przedzielonych rowami, o ukierunkowaniu poprzecznym do kierunku ruchu. Ich występowanie związane jest z zachodzącymi w górotworze siłami odprężeniowymi (Jarman 2006) – w tym przypadku być może wywołanymi intensywną denudacją w obrębie leja źródłowego, predysponowaną obecnością uskoku. Przemawiają za tym duże nachylenia w obrębie leja źródłowego, dochodzące do 50°.

Rozwój rumowisk na badanym obszarze przypisuje się przede wszystkim działalności klimatu peryglacjalnego (Pękała 1969; Haczewski i in. 2007). Ślady przemieszczania rumowisk w tym okresie są widoczne do dziś. Jednym z nich są relikto- we loby soliflukcyjne na czołach pól rumowiskowych. Innym śladem są obecne na Połoninie Caryńskiej płytkie niecki, znajdujące się powyżej pól rumowiskowych i nawiązujące do nich swoją szerokością. Mogą one być związane z jednorazowym przemieszczeniem rumowisk w plejstocenie, na skutek płytkich ruchów osuwiskowych działających w obrębie warstwy czynnej, w obszarach występowania wieloletniej zmarzliny. Podobne procesy obserwowane były na obszarze północnej Kanady (Lewkowicz 2007). Zagłębienia te były następnie modelowane przez procesy niwacyjne. W terenie zaobserwowano również jeden dowód przemawiający za współczesnym przemieszczaniem rumowisk, w postaci spiętrzenia gruzu przed pniem drzewa rosnącego na krawędzi pola rumowiskowego. Byłoby to zgodne z wynikami Pękali (1969) dotyczącymi współczesnego przemieszczania rumowisk.

Wnioski

Rzeźba Połoniny Wetlińskiej i Caryńskiej odznacza się szczególną regularnością, uwarunkowaną budową podłoża. W inicjalnym etapie jej rozwoju niekoniecznie zaznaczają się elementy strukturalne. Z czasem jednak, wraz ze wzrostem rozczłonkowania obszaru, rzeźba coraz bardziej odwzorowuje odporność podłoża.

Niewielkie znaczenie w rozwoju rzeźby badanego obszaru mają osuwiska. Są one bezpośrednio lub pośrednio związane z obecnością uskoków.

W obrębie rumowisk skalnych wciąż obecne są ślady ich przemieszczania w okresie klimatu chłodnego, zarówno w postaci reliktowych lobów soliflukcyjnych, jak i płytkich niecek, świadczących o bardziej gwałtownym ruchu.

Literatura

- Baumgart-Kotarba M. 1974. Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych. *Prace Geogr. IG PAN* 106: 1-136.
- Bukowiec A. 1999. Wykształcenie form grzbietowych w Beskidzie Niskim na przykładzie Magury Wątkowskiej. Praca magisterska, Archiwum IGI GP UJ, 63 ss.
- Gorczyca E., Izmailow B., Krzemień K., Wrońska-Wałach D. 2011. Stan badań geomorfologicznych w Bieszczadach. *Roczniki Bieszczadzkie* 19: 299-317.
- Górka A., Kuśmierek J. 1973. Tektonika południowych stoków Połoniny Wetlińskiej na tle topograficznych pomiarów i obserwacji geomorfologicznych. *Zesz. Nauk. AGH* 361: 147-154.
- Haczewski G., Kukulak J., Bąk K. 2007. Budowa geologiczna i rzeźba Bieszczadzkiego Parku Narodowego. *Prace Monograficzne AP Kraków* 468: 1-153.
- Henkiel A. 1977. O pochodzeniu rzeźby polskich Karpat fliszowych. *Ann. UMCS sec. B*, 32-33: 1-34.
- Henkiel A. 1982. O pochodzeniu kratowej sieci rzecznej Beskidów Wschodnich. *Czasopismo Geogr.* 53, 1: 19-27.
- Izmailow B., Krzemień K., Sobiecki K. 2003. Rzeźba. W: A. Górecki, K. Krzemień, S. Skiba, B. Zemanek (red.), *Przyroda Magurskiego Parku Narodowego*. UJ, MPN, Kraków-Krempna, ss. 21-30.
- Jankowski L., Margielewski W. 2014. Strukturalne uwarunkowania rozwoju rzeźby Karpat Zewnętrznych – nowe spojrzenie. *Przegl. Geol.* 62, 1: 29-35.
- Jarman D. 2006. Large rock slope failures in the Highlands of Scotland: Characterisation, causes and spatial distribution. *Eng. Geol.* 83: 161-182.
- Kłapyta P. 2008. Structural control on morphology of south-western slope of Chornohora Mountains between Mt. Hoverla and Mt. Pop Ivan (Eastern Carpathian Mountains, Ukraine). *Ann. Soc. Geog. Polon.* 78: 37-49.
- Lewkowicz A. 2007. Dynamics of Active-layer Detachment Failures, Fosheim Peninsula, Ellesmere Island, Nunavut, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes* 18: 89-103.
- Margielewski W. 2004. Typy przemieszczeń grawitacyjnych mas skalnych w obrębie form osuwiskowych polskich Karpat fliszowych. *Przegl. Geol.* 52, 7: 603-614.

- Pękala K. 1969. Rumowiska skalne i współczesne procesy morfogenetyczne w Bieszczadach Zachodnich. *Ann. UMCS sec. B*, 24: 47-98.
- Pękala K. 1971. The development of Block Fields in the Western Bieszczady Mountains. *Stud. Geomorph. Carp.-Balc.* 5: 191-198.
- Starkel L. 1960. Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. *Prace Geogr. IG PAN* 22: 1-239.
- Starkel L. 1965. Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich (na przykładzie dorzecza górnego Sanu). *Prace Geogr. IG PAN* 50: 1-160.
- Starkel L. 1969. Odbicie struktury geologicznej w rzeźbie polskich Karpat fliszowych. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 3: 61-71.
- Starkel L. 1972. Karpaty Zewnętrzne. W: M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski*. t. 1, PWN, Warszawa, ss. 52-115.
- Tokarski A. K. 1970. Rzeźba południowo-zachodnich stoków Bukowego Berda na tle budowy geologicznej (Bieszczady). *Stud. Geomorph. Carp.-Balc.* 4: 249-258.
- Tokarski A. K. 1975. Geologia i geomorfologia okolic Ustrzyk Górnych (polskie Karpaty Wschodnie). *Studia Geol.-Polon.* 48: 1-90.
- Wrońska-Wałach D. 2010. Wykształcenie i funkcjonowanie lejów źródłowych w górach średnich (na przykładzie wybranych obszarów w polskich Karpatach fliszowych). *Praca doktorska, Archiwum IGiGP UJ*, 243 ss.

Summary

Development of relief in mountain areas can be controlled by many different factors. In the Bieszczady Mountains the most commonly considered factors are geological structure and climatic conditions during Pleistocene. This paper presents factors determining development of two ridges located in the Bieszczady National Park: Połonina Wetlińska and Połonina Caryńska. Both ridges are parallel to the main tectonic structures, build of steeply dipping beds. Two different rock types can be distinguished: thick bedded Otryt sandstones (very resistant) and series of thin bedded shists and sandstones (poorly resistant).

Research was based on geomorphological mapping that included ridge crests and upper parts of headwater systems. Geomorphological maps of both ridges were created.

Ridge crests are distinctly straight and parallel to the strike direction, set on the complexes of Otryt sandstones. Longitudinal profiles are wavy, passes are connected with distribution of headwater areas. Transverse profiles show presence of steps and flattenings controlled by the structure. Landslides are not common and occur locally, referring to the fault zones. Asymmetry in slope fragmentation is influenced by different lengths of the valleys modeling the ridges. The amount of valleys dissecting the slopes determines the expressivity of the structural-controlled relief. Signs of rock debris movement in Pleistocene period are still visible in relief.